Mineralumwandlung im Zuge der Genese der Kanarischen Andosole (Tenerife)

Von E. FERNÁNDEZ CALDAS* und BERND SCHWAIGHOFER** [1]

Zusammenfassung

In vier Bodenprofilen über vulkanischen Gesteinen als Ausgangsmaterial wurden Mineralumwandlungen unter z. T. unterschiedlichen und z. T. gleichen klimatischen Bedingungen untersucht.

Die Veränderungen im Mineralbestand vom Muttergestein bis zum Boden wurden durch Röntgendiffraktometrie, Differential-Thermoanalyse, Licht- und Elektronenmikroskopie verfolgt. Dabei konnte die Abfolge Allophan — Halloysit — Kaolinit unabhängig von den verschiedenen klimatischen und petrographischen Bedingungen festgestellt werden.

Unterschiede, die auf das Klima zurückzuführen sind, fanden sich zwischen den Profilen 1 und 2 (Positionen mit höherem Niederschlag und geringeren Temperaturunterschieden) und den Profilen 3 und 4 (geringer Niederschlag, hohe Temperaturunterschiede). In diesen Profilen kam es im Gegensatz zu den Böden der Nordseite der Insel (1, 2) nicht zur Bildung von Kaolinit und Gibbsit. Hier liegen selbst in der Schluff-Fraktion noch hohe Gehalte von Primärmineralen (basischer Plagioklas, Augit) vor, wodurch eindeutig das Vorherrschen physikalischer Verwitterungsbedingungen markiert wird.

* Institut für Bodenkunde und angewandte Biologie, Santa Cruz, Tenerife.

** Institut für Bodenforschung und Baugeologie, Hochschule für Bodenkultur Wien, Österreich.

[1] Herrn Prof. Dr. H. FRANZ, Institut für Bodenforschung, Hochschule für Bodenkultur Wien, möchten wir für die Anregung zu dieser Arbeit und für die liebenswürdige Unterstützung bei der Überwindung der sprachlichen Schwierigkeiten sehr herzlich danken.

Anschrift der Verfasser:

Dr. E. Fernández CALDAS, Centro Edafologia y Biologia Aplicada de Tenerife, Cabildo Insular de Tenerife, Islas Canarias.

Dr. B. SCHWAIGHOFER, Institut für Bodenforschung und Baugeologie, Hochschule für Bodenkultur, A-1180 Wien, Gregor Mendel-Straße 33.

Summary

The weathering of volcanic materials (basaltic and phonolitic) in the genesis of andosols, has been studied in four profiles located at different climatic environments in the Island of Tenerife (Canary Islands).

Changes which take place in the mineral suite on weathering from fresh and altered rock to soil, up to the surface horizons are examined in both primary and secondary minerals.

Mineral identification was carried out through X-Ray, Thermal-Differential-analysis and electron microscope.

The main change on weathering was the progressive transformation of minerals in the sequence allophane—halloysite—kaolinite. This sequence does not depend on climatic and petrographic conditions. However there are other differences due to climate between profile 1 and 2 (sites with higher rainfall and less extreme temperatures) and profile 3 and 4 (drier sites with extreme temperatures). In profiles 3 and 4 we find no formation of kaolinite and gibbsite, in contrast to profiles from the northern part of the island. There are however primary minerals (basic plagioclase, augit) even in the silt-fraction of profiles 3 and 4 yielding a strong indication for predominating physical weathering.

1. Einleitung

Bei der Verwitterung vulkanischer Gesteine, die zur Bildung von Andosolen führt, vollziehen sich Mineralumwandlungen, die sowohl von der Beschaffenheit des Muttergesteins als auch von den klimatischen Bedingungen abhängen.

Vor allem die vulkanischen Gläser und die Plagioklase in den Vulkaniten scheinen bei der Bildung der amorphen Substanzen in den pedogenetischen Prozessen eine bedeutende Rolle zu spielen. Natürlich können auch weitere mineralogische Unterschiede im Ausgangsgestein und besonders das Mengenverhältnis der eisen- und magnesiumhaltigen Minerale (Olivine, Pyroxene, Amphibole) die Verwitterungsprodukte wesentlich beeinflussen.

Nach Kanno 1962 (8) sind folgende Prozesse für die Bildung von Tonmineralen in Andosolen aus vulkanischen Gesteinen kennzeichnend: einerseits entstehen aus den Plagioklasen und vulkanischen Gläsern Allophan und daraus wieder Kaolinit, Halloysit und Gibbsit, andererseits Montmorillonit. Montmorillonit bildet sich aber nur unter speziellen geomorphologischen Bedin-

gungen, wobei die Auswaschung der Böden erschwert und die Akkumulation der Erdalkalien gefördert wurde. Bei diesem Prozeß bilden sich Vertisole.

Aber auch eine direkte Beziehung zwischen dem Gehalt der Böden an Allophanen und der Niederschlagsmenge ist festzustellen (1, 5, 7, 9, 10, 11, 12), wobei die größte Menge amorpher Substanzen in den ständig humiden Tropen auftritt.

Kürzlich hat SIEFFERMANN 1969 (9) in einer Studie über die Verwitterung der vulkanischen Gesteine in den Äquatorialgebieten ebenfalls auf die Bedeutung des Klimaeinflusses bei der Entstehung der Verwitterungsprodukte hingewiesen.

Außerdem konnte er auch den Einfluß der organischen Substanz auf die Bildung und Beständigkeit der Allophane sowie die nicht essentielle Bedeutung der vulkanischen Gläser für die Entstehung amorpher Substanzen aufzeigen.

BESOAIN 1969 (2) stellt eine allgemeine, nicht veränderliche Verwitterungsabfolge fest, die bei allen Andosolen von den Allophanen zu den Kaolinitmineralen führt.

In der vorliegenden Arbeit untersuchen wir vier Profile von Andosolen der Insel Tenerife (Kanarische Inseln), die in verschiedenen klimatischen und petrographischen Regionen entstanden, um damit einen Beitrag zur Kenntnis der Verwitterungsvorgänge bei der Bildung dieser Böden zu liefern.

2. Morphologische und pedologische Charakteristik

Die untersuchten Böden befinden sich in verschiedenen klimatischen Zonen, die durch die Lage und die Seehöhe auf der Insel bedingt sind.

Die Charakteristik dieser Zonen und die Klassifikation der Böden gibt Tabelle I.

Das Ausgangsmaterial der Böden sind im Profil 1 ein stark verwitterter Basalt der „Serie antigua“, in Profil 2 und 4 basaltische Schlackentuffe, in Profil 3 ein Phonolithtuff.

Sämtliche Böden zeigen ein AB_VC-Profil, dessen Mächtigkeit zwischen 45 cm (Profil 4) und 115 cm (Profil 1) variiert. Der B_V ist besonders in den feuchten Zonen der Nordseite der Insel gut entwickelt, was eine tiefe Verwitterung des Muttergesteins anzeigt. Kennzeichnend für alle Profile ist auch eine gute Wasserabfuhr und Permeabilität. Die Textur ist sandig-lehmig und die Struktur feinkrümelig, leicht zerreibbar und wenig beständig.

Der Gehalt an organischer Substanz ist im allgemeinen hoch — mit Ausnahme von Profil 4. Im B_V-Horizont dieses Profils besteht

Tabelle I

Profil	Seehöhe m	Niederschlag (mm)	Mittl. Temp. °C Januar	Juli	Vegetation	Farbe (feucht) A	Bv	C	Klassifikation
1: Llano de las Loras	800	900	11	18,8	Laubwald (Lorbeer, *Myrica faya*-Heide)	5YR2/2	5YR3/3	5YR4/6	Orthic Umbrandept
2: Fuente fria	1000	550	12	18	Kiefer (*Pinus canariensis*)	2,5YR 3/4	2,5YR 4/8	2,5YR 4/6	Orthic Umbrandept
3: Caramujo	2300	350	2,4	17,5	Leguminosenformation des kanarischen Hochgebirges (*Spartocytisus*, *Adenocarpus*)	10YR 3/3	10YR 4/4	10YR 4/4	Mollic (?) Umbrandept
4: Granadilla de Abona	780	300	12,4	22,2	Kiefer (*Pinus canariensis*)	5YR3/4	5YR3/4	—	Mollic Durandept

die Struktur aus kleinen, blockigen, zerreiblichen Aggregaten. Sie ist mäßig deutlich ausgeprägt und mäßig stabil. Weiter ist charakteristisch für dieses Profil das Auftreten eines Zementationshorizontes aus kolloidaler Kieselsäure (Duripan), der den C-Horizont überlagert. In diesem Fall handelt es sich bereits um einen Übergangsboden zwischen den Andosolen der humiden Zonen und den Böden der Trockengebiete der Insel. Ausschließlich in Profil 1 findet man Cutane, welche einzelne Basaltbrocken aus dem C-Horizont überziehen.

3. Mineralbestand der Sandfraktion

Der Mineralbestand der Sandfraktion dieser Böden wurde bereits von Fernández CALDAS und Pérez MATEOS (1971) untersucht.

Die vier Profile zeigen eine gewisse Homogenität in ihrer mineralogischen Zusammensetzung. Stets bildet Augit einen Hauptbestandteil, ebenso Magnetit bei den opaken Primärmineralen. Vor allem in Profil 1 dominiert der Magnetit, wo er fast die gesamte Schwerfraktion bildet.

Unter den opaken Verwitterungsmineralen finden sich Hämatit, Limonit und Leukoxen. Sehr spärlich ist Quarz vertreten, und zwar in Form von detritischen Körnern. Bei den Feldspäten sind die Plagioklase häufiger als die Kalifeldspäte, die vor allem als Sanidin vorliegen. Die vulkanischen Gläser treten als kantige Bruchstücke oder als gerundete Körner auf, oft als rotbraune, stark verwitterte, skelettartige Reste.

4. Mineralverwitterung

Profil 1

Das Ausgangsgestein ist ein sehr stark verwitterter, sehr poröser Basalt. Das Dünnschliffbild (siehe Abb. 1) zeigt eine gelblichbraune bis rotbraune Grundmasse, die intensiv mit opaken bis rötlichbraun durchscheinenden Erzkörnern bestäubt ist — Magnetit und seine Verwitterungsprodukte. Ebenfalls in der Grundmasse finden sich häufig gelbliche Geothitnadeln. Als porphyroblastische Einsprenglinge treten auf:

a) Augit: meist finden sich von den Porphyroblasten nur mehr Skelettreste aus Ilmenit (erhalten haben sich die dunkelrotbraunen Spaltrißfüllungen und randliche Umkrustungen; dazwischen stellenweise Tonmineralbildungen (Halloysit?).

b) Völlig vererzte Plagioklasleisten.

Die starke Durchgasung zeigen die zahlreichen runden und elliptischen Hohlräume an, die unterschiedliche Formen der Auskleidung führen:

a) randliche Auskleidung: sehr dünne Krusten von kieseliger Substanz (stellenweise bereits deutlich faserige Struktur — Chalzedon),

b) Anlagerung von parallelorientierten Tonmineralpaketen (rötlichbraun, doppelbrechend, mit deutlichem Anlagerungsgefüge); daraus ergibt sich, daß sich bis in die Tiefe Einschlämmungsvorgänge abgespielt haben; oder

c) völlige Ausfüllung mit erzdurchsetzter glasiger Substanz.

Die Abbildungen 1, 2 und 3 zeigen Dünnschliffe aus dem C- und B_V-Horizont dieses Profils. Auf ihnen erkennt man deutlich die glasige, hohlraumreiche Matrix, idiomorphe Kristalle von Magnetit und Apatit sowie die Umwandlung von Olivin in Iddingsit.

Die röntgenographische und die differentialthermoanalytische Untersuchung der Fraktion $<20\ \mu$ dieses Profils ergibt folgenden Mineralbestand:

Tabelle II: Profil 1.

Horizont	Qu	Al	H	MH	K	Il	Mo	Ma	Magh	Hä	Goe	Ilm	Gib
A_h	+++	+++	+++				+		++				
A	+++	++	++				++		++		++		
B_v	++	+++	++				+		++	+			
C_1	++	+++	+++							+++	+		
C_2		++	+++							+++			
C_3		++		+++						+++			++

Qu Quarz
Al Allophan
H Halloysit
MH Metahalloysit
K Kaolinit
Mo dehydrierter Montmorillonit
Il Illit
Kf Na-reicher Kalifeldspat
Pl basischer Plagioklas
Au Augit
Magh Maghemit
Hä Hämatit
Goe Goetit
Ma Magnetit
Gib Gibbsit
Ilm Ilmenit

+++ Hauptbestandteil ++ wichtiger Bestandteil Nebengemengteil

Profil 1: Llano de las Loras

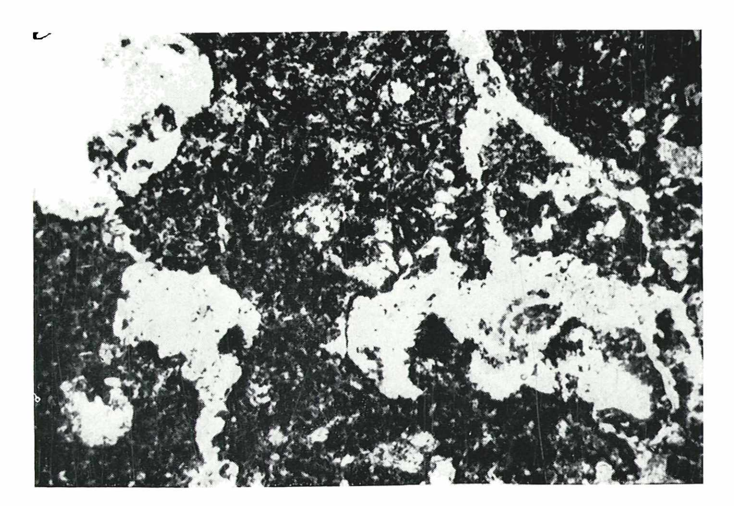


Abb. 1. Muttergestein (C-Horizont).
Basalt mit intensiver Durchgasung, wie die an Blasen und Hohlräumen reiche Textur zeigt. Mikrokristalline bis glasige Grundmasse, angereichert mit Fe-Oxiden und -Hydroxiden, zahlreiche Magnetitkörner.
Die Hohlräume sind teilweise oder vollständig mit hellbraunen amorphen Substanzen gefüllt — Fe-Hydroxid-Gele. Größe der Hohlräume durchschnittlich 0,5 mm.

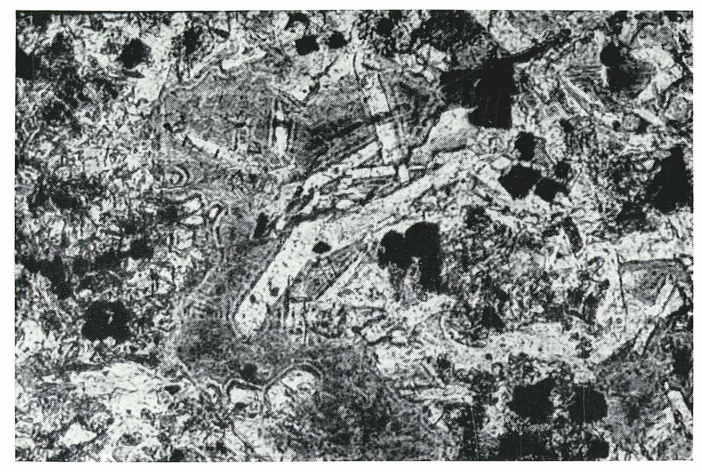


Abb. 2. Bγ-Horizont.
Eisenreiche glasige Grundmasse; darin idiomorphe Apatitkristalle (hauptsächlich leistenförmig, teilweise auch Querschnitte mit hexagonalen Umrissen) und ebenfalls idiomorphe Magnetitkristalle.
Größe der Apatitleisten 0,15 mm.

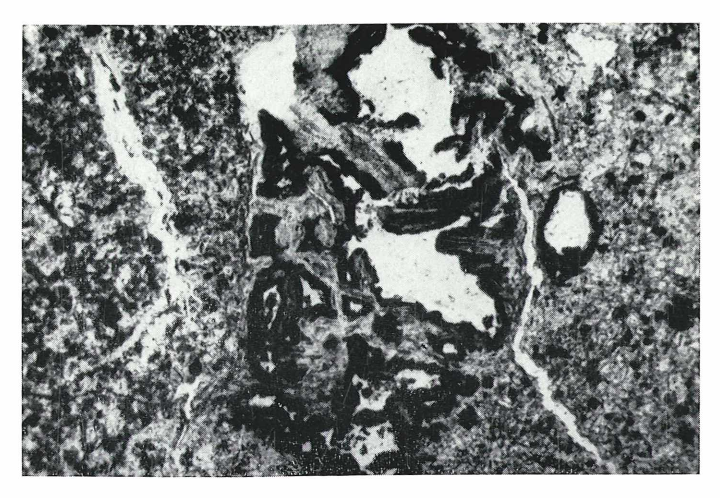


Abb. 3. Bv-Horizont.
In der glasigen Matrix ein zersetztes Olivinkorn (Skelettreste eines umgewandelten Olivins); Neubildungen von Iddingsit am Rand und in den ehemaligen Spaltrissen des Olivins. Die unterschiedliche Intensität der Braunfärbung zeigt die verschiedenen Stufen der Entwicklung. Im Innern des Olivinkristalls einige opake Magnetitkörner. Die Iddingsitfasern sind senkrecht zum Rand und zu den Spaltrissen des Olivins orientiert.
Größe des Einzelkorns 1,5 mm.

Profil 1: Llano de las Loras

Von einigen Proben aus dem Profil 1 wurde die Fraktion $< 2\mu$ auch elektronenoptisch untersucht:

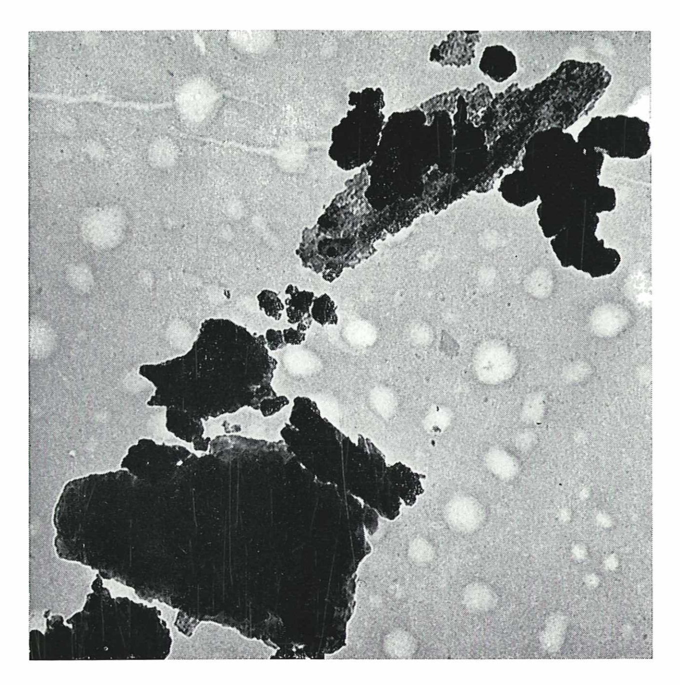


Abb. 4. A-Horizont; Allophan mit einsetzender Halloysit-Kristallisation; rechts oben angewittertes, ankorrodiertes Quarzkorn mit hexagonalen Umrissen. Vergrößerung 25.200.

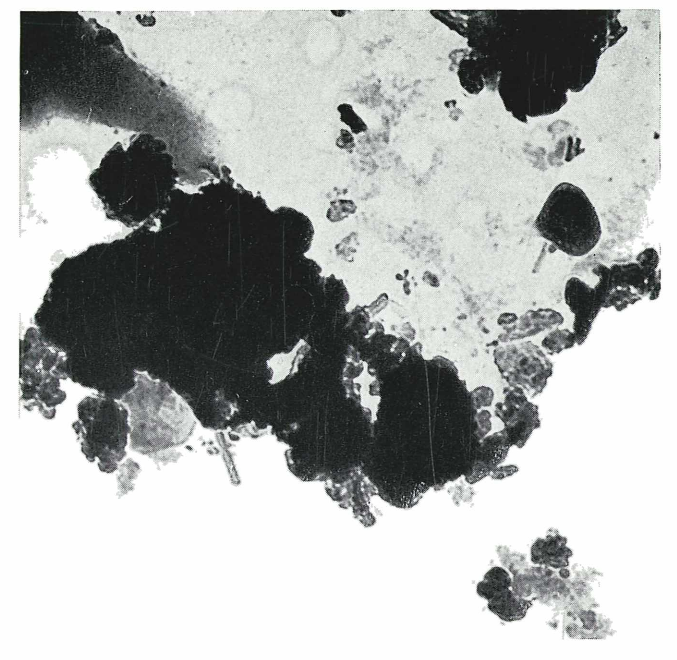


Abb. 5. A-Horizont; leistenförmige Halloysite zeigen die beginnende Kristallisation aus Allophanaggregaten.
Vergrößerung 24.500.



Abb. 6. A-Horizont; an einem Einzelkorn setzt randlich leistenförmig die Halloysit-bildung ein.
Vergrößerung 54.000.



Abb. 7. Bv-Horizont; leistenförmig sproßt ein Halloysitkristall aus einer Allophan-aggregation auf.
Vergrößerung 45.000.

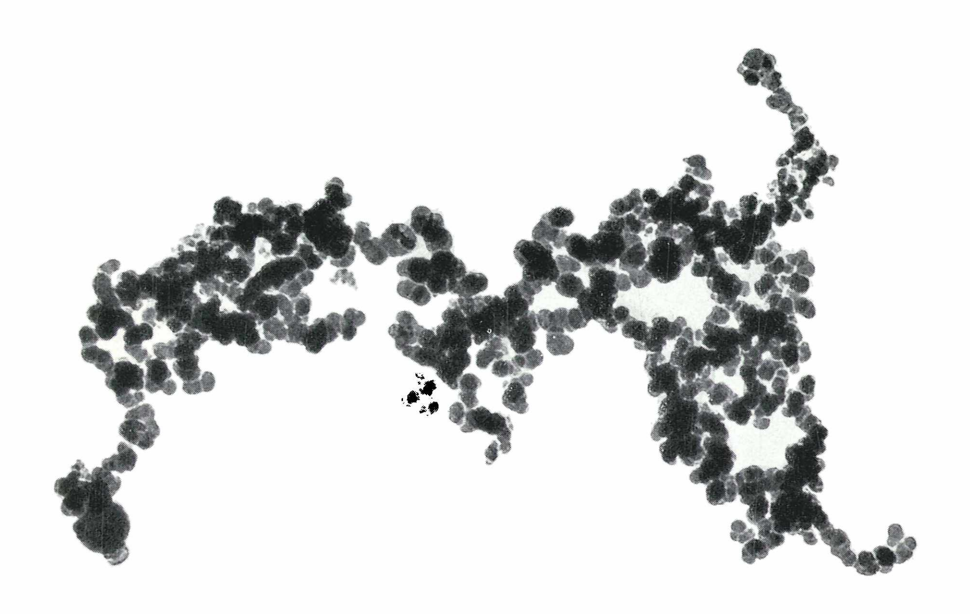


Abb. 8. C-Horizont; Hämatit; charakteristische Aggregate, in denen die Mineralteilchen kettenförmig miteinander verbunden sind.
Vergrößerung 30.000.

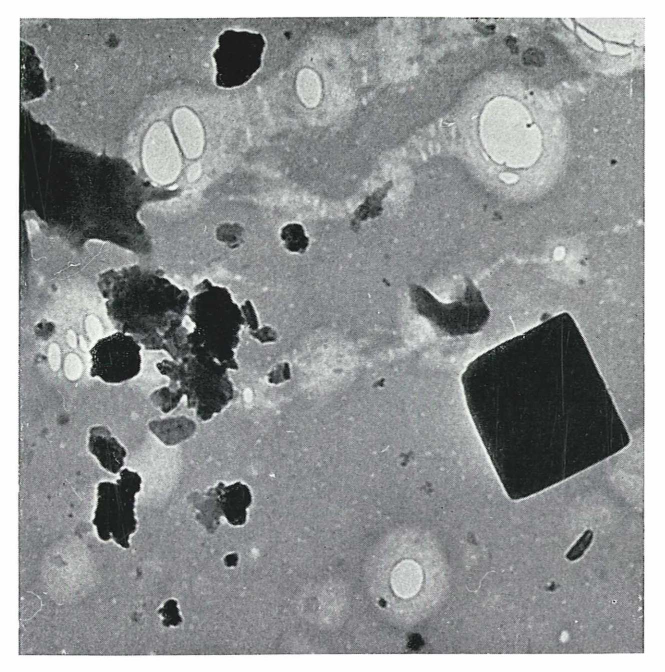


Abb. 9. C-Horizont; gut erhaltener kubischer Magnetitkristall.
Vergrößerung 33.000.

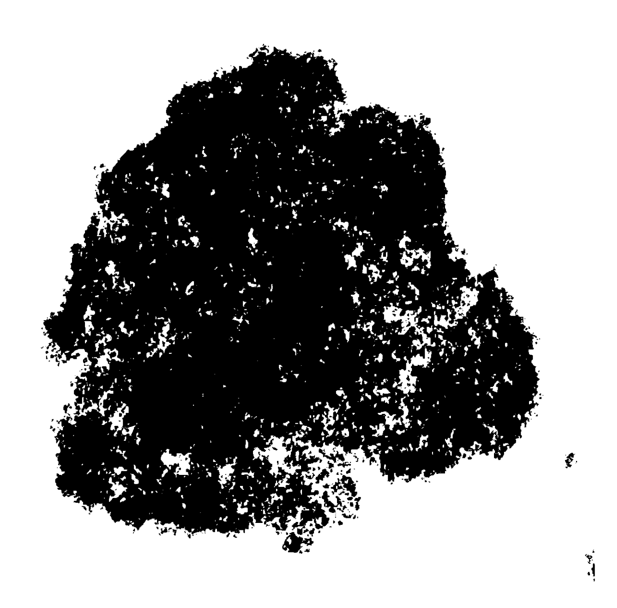


Abb. 10. C-Horizont; Kieselsäuregel (?) mit beginnender Auflösung in Einzelteilchen.
Vergrößerung 26.000.

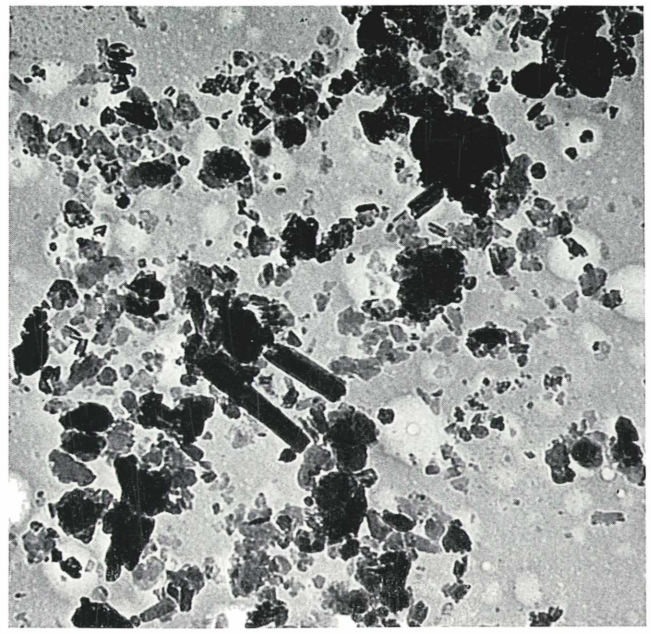


Abb. 11. C-Horizont; Mineralgemenge; vorherrschend die leistenförmigen Halloysitkristalle. Vergrößerung 24.500.

In der Probe aus dem Humushorizont überwiegt eindeutig Quarz; es folgen Halloysit bzw. auch andere Glieder aus der Kaolinitgruppe; von den Eisenoxiden überwiegt hier der Maghemit. Die DTA-Kurven zeigen den stärksten exothermen Ausschlag bei 850° C, so daß hier mit der höchsten Anreicherung von Allophan und Halloysit gerechnet werden kann. Auch im A-Horizont herrscht wieder Quarz vor, und zwar hier noch wesentlich deutlicher als im Humushorizont, dann folgt entwässerter Montmorillonit, Maghemit, Goethit, Halloysit und Allophan. Der Quarzgehalt nimmt im B_V ab. Es finden sich Halloysit und andere Minerale aus der Kaolinitgruppe. Illit ist in Spuren vorhanden; es treten Wechsellagerungsminerale auf, die dem Montmorillonit ähneln. Bei den Fe-Oxiden findet sich neben Maghemit auch etwas Hämatit. Im C_1-Horizont nimmt der Quarzgehalt stark ab, und unter den Eisenoxiden herrscht der Hämatit vor, der in den Horizonten C_2 und C_3 immer stärker hervortritt. Im letzten tritt der Magnetit zum erstenmal in dieser Fraktion auf. Ebenfalls im C_3-Horizont zeigen die exothermen und endothermen Ausschläge der DTA-Kurven die Anwesenheit von dehydratisiertem Halloysit an.

Die Abbildungen 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10 und 11 zeigen elektronenoptische[2] Aufnahmen der Mineralparagenese aus den verschiedenen Horizonten .

[2] Für die elektronenmikroskopische Untersuchung stand dankenswerterweise das Elektronenmikroskopische Labor der Hochschule für Bodenkultur zur Verfügung; ferner wurden wir von der Jubiläumsstiftung der Oesterreichischen Nationalbank durch die Bereitstellung spezieller Arbeitshilfsmittel unterstützt.

Profil 2

Das Muttergestein, aus dem dieser Boden gebildet wurde, ist ein basaltischer Schlackentuff (siehe Abb. 12).

Die Grundmasse aus basaltischem Glas ist einheitlich braun — bedingt durch feinstverteilte submikroskopische Magnetitkörnchen. In der Grundmasse finden sich zahlreiche opake bis rötlich durchscheinende Erzkörner (hauptsächlich Magnetit) und größere farblose Porphyroblasten — Pyroxene. Oft treten am Rand der Pyroxene aber auch in der glasigen Grundmasse Neubildungen von nadelförmigem Klinozoisit auf. Die äußerst intensive Durchgasung zeigt sich daran, daß im Gestein die Hohlräume die Grundmasse überwiegen. Die vorwiegend kreisrunden Blasenräume führen alle randliche Um- bzw. Neubildungen:

a) überwiegend Chalzedon, der entweder in Form dünner Lagen oder die Hohlräume fast völlig ausfüllend, als hellbraunes, traubiges Aggregat auftritt (bei gekreuzten Nicols zeigen die nierenförmigen oder kugeligen Formen die typische radilfaserige Struktur),

b) oft die Chalzedonschicht überlagernd Fe-Oxid-Krusten und

c) in einzelnen Hohlräumen gut gerundete detritische Minerale (im gesamten Gestein finden sich aber keine Tonminerale in den Hohlräumen).

Auf den Abbildungen 12 und 13 zeigen die Dünnschliffbilder das porphyrische Gefüge des Gesteins mit idiomorphen Pyroxenen in einer glasigen Grundmasse. Die Hohlräume werden von dünnen Chalzedonlagen ausgekleidet.

Die Fraktionen $<20\ \mu$ wurden röntgendiffraktometrisch und differentialthermoanalytisch untersucht. Dabei ergab sich folgender Mineralbestand:

Tabelle III: Profil 2.

Horizont	Qu	Al	H	Il	Mo	Ma	Hä	Goe	Gib
A									
B_v					+++				
C					+++				

Einheitlich zeigen alle Röntgendiffraktogramme dieses Profils nur schwache Ausschläge bzw. einen hohen Untergrund, was einerseits auf die Anwesenheit organischer Substanz, andererseits aber auf hohe Mengen von Allophan und von Eisenoxiden und -hydroxiden zurückzuführen ist. Die Auswertung dieser Diffraktogramme zeigt im A-Horizont wieder ein starkes Vorherrschen von Quarz und dann in abnehmender Menge Gibbsit und Eisenoxide (vor allem Magnetit und Hämatit); die Schichtsilikate treten stark zurück. Im Bv-Horizont überwiegen bereits dehydrierter Montmorillonit und Halloysit; weiters finden sich Magnetit und in Spuren

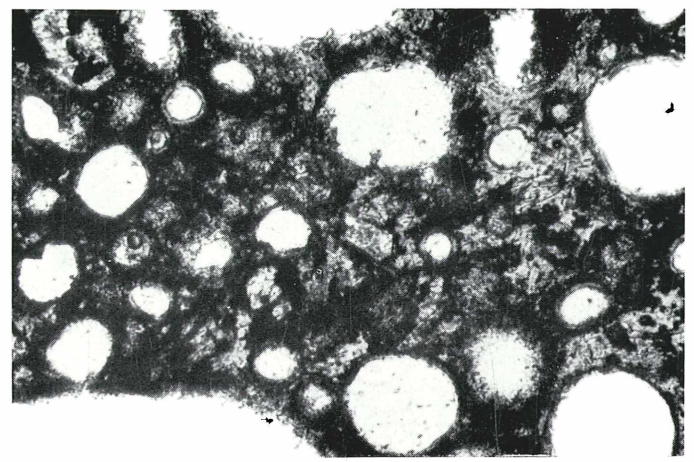


Abb. 12. Muttergestein (C-Horizont).
Eisenreiche glasige Grundmasse mit porphyroblastischen Pyroxenkristallen. Die intensive Durchgasung des Gesteins zeigt sich durch die große Anzahl der Hohlräume. Die Größe dieser Blasen beträgt durchschnittlich 1 mm.

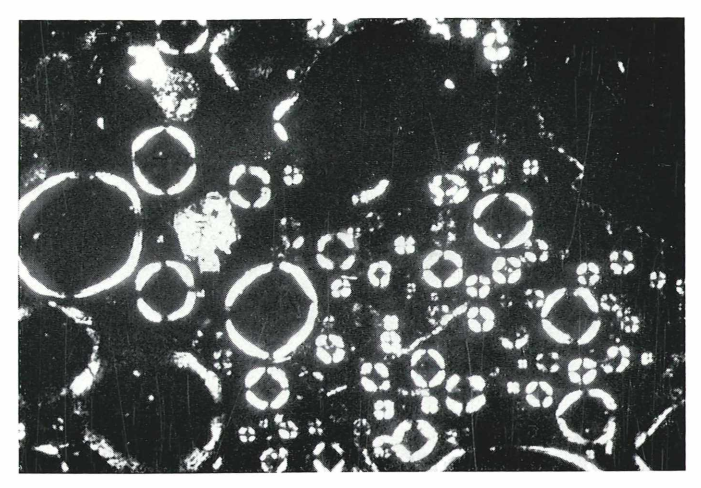


Abb. 13. Muttergestein (C-Horizont).
Bei gekreuzten Nicols zeigen alle Hohlräume Um- und Neukristallisationen an ihren Rändern. Sie bestehen hauptsächlich aus Chalzedon, der die Gasblasen in Form dünner Lagen auskleidet.



Abb. 14. A-Horizont; Gibbsit (?); infolge beträchtlicher Teilchendicke kommt es zu einer starken Streuung der Elektronenstrahlen. Vergrößerung 13.000.

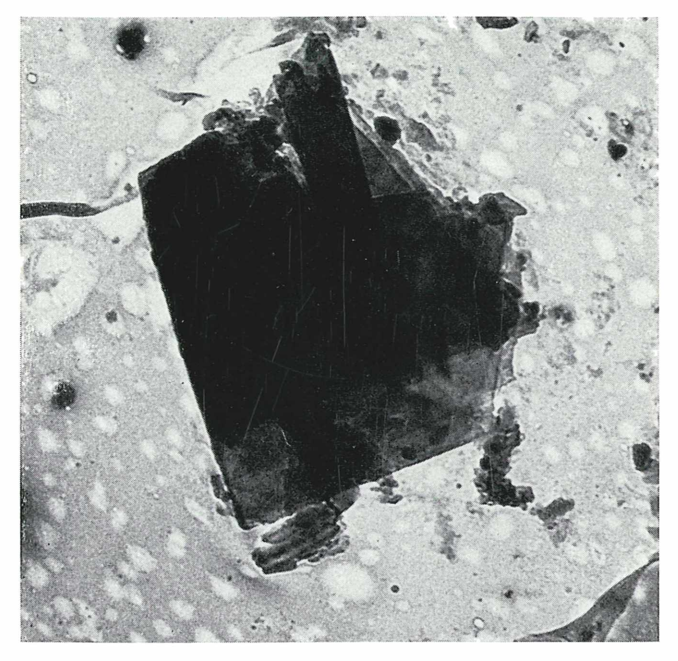


Abb. 15. Halloysitleisten und Illitblättchen (?).
Vergrößerung 21.000.

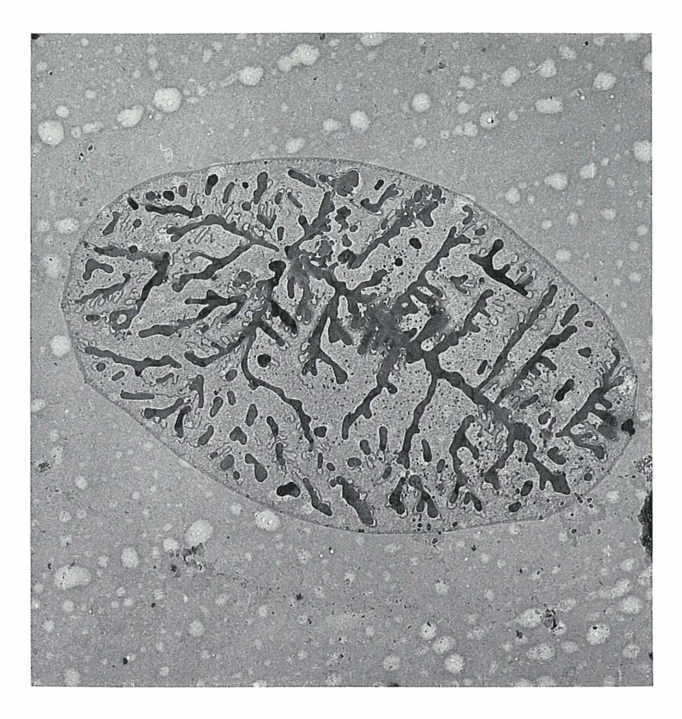


Abb. 16. Einsetzende Kristallisation aus amorpher Kieselsäure (?).
Vergrößerung 9500.

Illit. Dehydrierter Montmorillonit ist auch im C-Horizont stark vertreten, untergeordnet treten Halloysit und Eisenoxide und -hydroxide auf. Bei sämtlichen Proben zeigen die DTA-Kurven einen starken endothermen Ausschlag bei 140 bis 150°C, so daß ein hoher Gehalt an adsorbiertem Wasser anzunehmen ist. Im A-Horizont ergibt sich aus den DTA-Kurven ein hoher Gibbsitgehalt, dann folgen Allophan und Halloysit, im Bv-Horizont auch ein höherer Anteil an amorphen Eisenoxiden. Die Abbildungen 14, 15 und 16 zeigen elektronenoptische Aufnahmen der Fraktion $< 2\mu$ aus diesem Profil.

Profil 3

In diesem Stockwerkprofil ist eine dreifache pedogenetische Entwicklung zu beobachten; im folgenden werden wir die drei übereinanderliegenden Einheiten mit I, II, III bezeichnen.

III: Die Abfolge beginnt im Liegenden mit einer dunkelgrauen bis schwarzen, gut geschichteten Schlackenlage. Das Dünnschliffbild (Abb. 17, 18) zeigt Schlackentrümmer mit unterschiedlichem Erhaltungszustand (=Verwitterungsgrad). Es überwiegen frische schwarze Brocken, doch finden sich alle Abstufungen bis zu hellen gelblichbraunen, stark verwitterten Schlackenstücken. Die ursprüngliche Zusammensetzung war einheitlich und läßt sich überall noch gut erkennen. Glasige, zum Großteil sehr erzreiche Grundmasse, in der idiomorphe, intensiv verzwillingte Plagioklasleisten liegen; außerdem Orthopyroxene und Augite von wesentlich größerer Krongröße, ebenfalls idiomorph bis hypidiomorph. Zum Teil finden sich die Pyroxene auch als Bruchstücke von Einzelkristallen zwischen den Schlackentrümmern; ebenso größere idiomorphe Olivinkörner oder nur Bruchstücke davon. Erstaunlich frisch sind die Plagioklasleisten, die kaum Zersetzungserscheinungen zeigen. Am Rand der Schlackentrümmer bzw. der Glasbruchstücke beobachtet man aber Anlagerungen heller gelblichbrauner doppelbrechender Substanzen, die ihre stärkste Färbung direkt am Kontakt haben. Offenbar handelt es sich um schichtweise Anlagerung von Tonmineralen, wobei die färbenden Substanzen die Abbaustufen aus den Erzmineralen (vor allem Magnetit) der glasigen Grundmasse darstellen. In der Grundmasse selbst dürfte es stellenweise zu reichlicher Kristallisation von Apatit gekommen sein. In den Schlackenhohlräumen ist es ebenfalls zur Anlagerung sehr dünner Toncutane gekommen.

II: Im nächst höheren Stockwerk ist zwar kein $\pm$ unverändert gebliebenes Muttergestein zu finden, dafür aber ein brauner Übergangshorizont (B-Horizont), der nach oben deutlich dunkel wird. Auch hier kann man als Ausgangsmaterial eine basaltische Schlacke annehmen. In den nun aber bereits stark verwitterten Trümmern des B-Horizontes sind die Schlackenhohlräume zum

Großteil und ± vollständig mit Sekundärmineralen gefüllt. Es handelt sich um überwiegend hellbraune, doppelbrechende Substanzen, die sich lichtmikroskopisch nicht näher bestimmen lassen. Auffallend ist, daß sich selbst hier noch in der Grundmasse große hypidiomorphe Plagioklase finden, die fast keine Verwitterungserscheinungen zeigen. Auch die Olivine erscheinen noch ziemlich frisch, häufig zeigen sie nur Iddingsitsäume, oder sie sind durch Oxidation zur Gänze orangegelb gefärbt. Als Hohlraumfüllungen treten auch oft sekundäre SiO_2-Ausscheidungen auf.

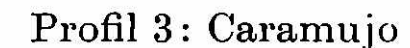
I: Muttergestein für die oberste Bodensequenz ist ein heller, weißlichgelber Phonolithtuff.

Das Dünnschliffbild (siehe Abb. 20) zeigt Brocken, die fast ausschließlich aus feinfilzigen Sanidinkristallen bestehen; dazwischen größere hypidiomorphe und isotrope Kristalle — Melanit (?) und Magnetitkörnchen. Einzelne größere Kalifeldspäte zeigen auch hier ein ziemlich frisches Aussehen, selbst wenn die umgebende Grundmasse schon stark zersetzt und durch die Abbauprodukte der Magnetite intensiv braun gefärbt ist. Ganz vereinzelt sind auch größere Pyroxene zu beobachten. Besonders im B_V-Horizont findet man einige große Trümmer, die in ganz charakteristischer Form äußerst intensiv mit Klinozoisitnadeln und -säulchen angereichert sind. Offenbar ist es hier bereits autohydrothermal zu Umwandlungen der Pyroxene gekommen. Außerdem sind in diesen Bruchstücken die Sanidinleisten ± parallel orientiert, so daß dadurch ein Fließgefüge markiert wird.

Von der gesamten Abfolge I—III wurde die Fraktion $<20\ \mu$ röntgenanalytisch und differentialthermoanalytisch untersucht; dabei ergab sich folgender Mineralbestand:

Tabelle IV: Profil 3.

Horizont	Qu	Al	H	Il	Kf	Au	Pl	Magh	Hä	Goe
I A		++	++		+++	++		++	++	
I B_V		++	++		+++	+		++	++	
I C			+++		++					
II A			++		+++					
II B		++	++		+++					
III A/B			++	++		+	+++			
III C		+	+			++	+++			



Profil 3: Caramujo

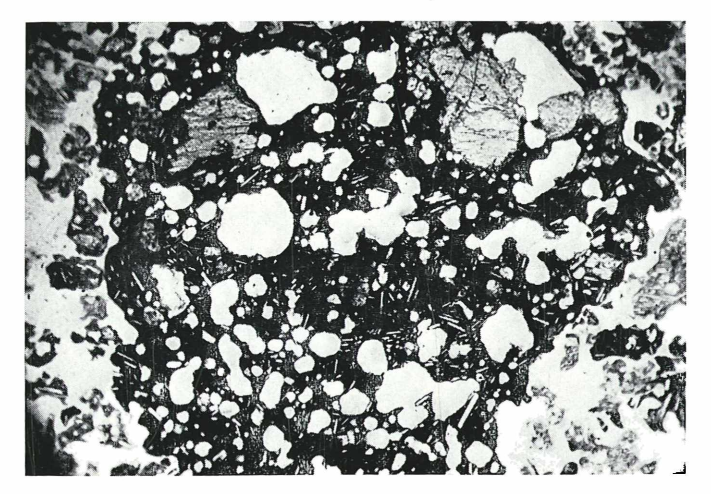


Abb. 17. Horizont IIIC: hohlraumreiche basaltische Schlacke; die porphyroblastischen idiomorphen bis hypidiomorphen Augitkristalle sind nur mehr z. T. erhalten; z. T. sind sie ausgebrochen.
Vergrößerung ca. 70×.

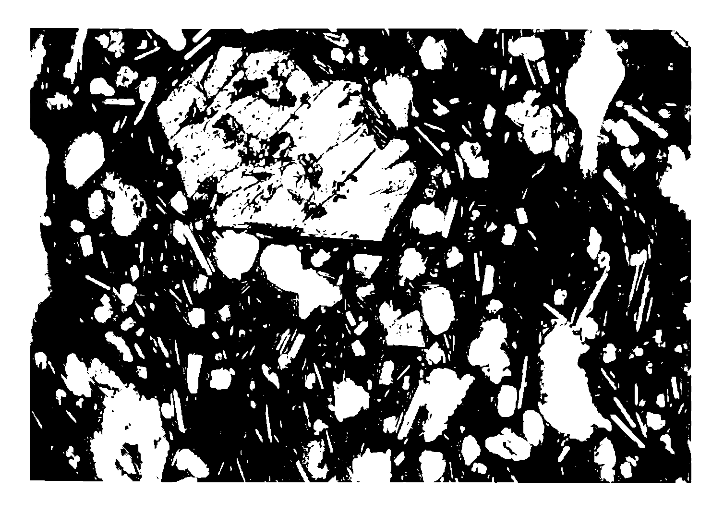


Abb. 18. Horizont IIIC: relativ frische glasige Grundmasse mit idiomorphen Plagioklasleisten und großem idiomorphem Augitkristall. Vergrößerung ca. 250 ×.

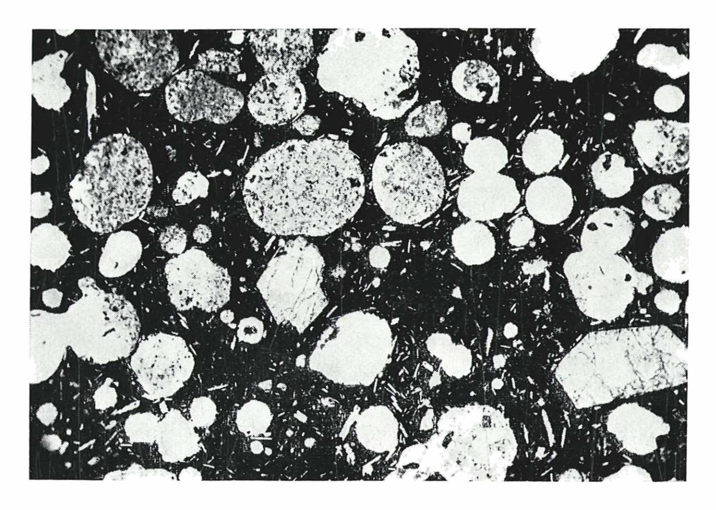


Abb. 19. Horizont II A: stärker verwitterte basaltische Schlacke; die porphyroblastischen Pyroxene sind angewittert und z. T. ausgebrochen; die Blasenräume sind überwiegend mit Bodenmaterial gefüllt.
Vergrößerung ca. 70×.

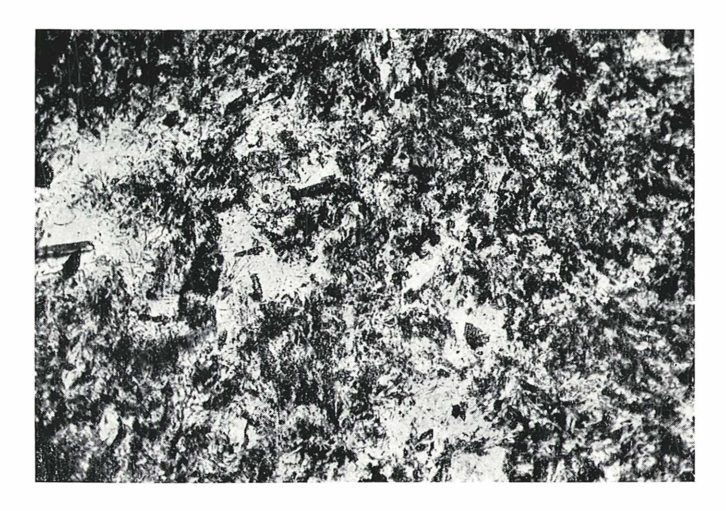


Abb. 20. Horizont IC; Phonolith-Tuff; die autohydrothermale Umwandlung hat zur ± vollständigen Zersetzung der Pyroxene geführt, so daß Klinozoisit und Sanidin die Hauptgemengteile des Gesteins darstellen. Vergrößerung ca. 250×.

Auffallend ist vor allem der Reichtum der Schluff-Fraktion an noch unverwittertem Feldspat, wobei auch hier ein Unterschied zwischen I, II und III zu beobachten ist. Daß selbst der an sich wenig verwitterungsbeständige basische Plagioklas (in III) noch eindeutig festzustellen ist, kann hier sicher auf die klimatischen Bedingungen (siehe Tabelle I) zurückgeführt werden. Eine relativ geringe Niederschlagsmenge, niedrige Winter- und mittlere Sommertemperaturen begünstigen zwar die physikalische Verwitterung, der chemische Abbau der Primärbestandteile und die Bildung von Sekundärmineralen tritt aber gegenüber Profil 1 und 2 deutlich zurück.

Von einigen Proben wurde die Fraktion $<2\mu$ elektronenoptisch untersucht:

Profil 4

Ausgangsgestein ist wie bei Profil 2 eine basaltische Schlacke. Bereits im C-Horizont machen sich aber deutlich Unterschiede zu Profil 2 bemerkbar, die nur auf die andersartigen klimatischen Bedingungen zurückgeführt werden können. Die basaltische Schlacke (siehe Abb. 27) ist äußerst stark durchgast, so daß die Hohlräume bei weitem überwiegen. Im Gegensatz zu den übrigen Profilen finden sich aber hier in den Blasen nur ganz selten Anlagerungen von Sekundärmineralien. Auch die glasige Grundmasse ist noch ziemlich frisch und zeigt fast nirgends Doppelbrechung. Außerdem besteht die Schlacke hier fast nur aus Glas, ganz vereinzelt treten einige größere idiomorphe Pyroxene und etwas gehäufter leistenförmige Plagioklase auf. Erst im B_V-Horizont (siehe Abb. 28) setzt dann ganz eindeutig die Füllung der Hohlräume auch in diesem Profil wieder ein. Entsprechend den geologischen Wasserwaagen sind immer an den gleichen Seiten der Blasen hellbraune parallelgeschichtete Anlagerungen von tonigen Substanzen zu beobachten.

Die Röntgendiffraktiometrie und Differentialthermoanalyse der Fraktion $<20\ \mu$ zeigte folgenden Mineralbestand:

Tabelle V: Profil 4.

Horizont	Qu	Al	H	Il	Pl	Au	Hä	Goe
A	++		++		+++			
B_V			+++		++			
C			+		+++	+++		

Auch hier ist bezüglich der Feldspate die gleiche Beobachtung zu machen wie in Profil 3: in der Schluff-Fraktion tritt eine ungewöhnlich große Menge basischer Plagioklase auf. Auch hier ist die Ursache wieder in den klimatischen Bedingungen zu suchen, denn das Ausgangsgestein ist identisch mit dem von Profil 2, es handelt sich ebenfalls um einen basaltischen Schlackentuff. Während aber in Profil 2 die Feldspäte weitgehend abgebaut wurden, ist im Profil 4 selbst im A-Horizont noch basischer Plagioklas in der Fraktion $< 20\ \mu$ anzutreffen. Die Fraktion $<2\mu$ einiger Proben wurde elektronenoptisch untersucht (Abb. 29—33).

5. Diskussion

Unabhängig von der petrographischen Zusammensetzung des Muttergesteins und von den klimatischen Unterschieden läßt sich in den untersuchten Profilen die Abfolge feststellen:

Allophan — Halloysit — Kaolinit



Abb. 21. Horizont IBv; Mineralgemenge aus röhrenförmigem Halloysit und blättchenförmigem Illit.
Vergrößerung 37.500.



Abb. 22. Horizont IC; vorwiegend röhrenförmiger Halloysit, einzelne Illitblättchen und Allophanaggregationen.
Vergrößerung 14.000.



Abb. 23. Horizont IC; Halloysitröhrchen als überwiegender Gemengteil.
Vergrößerung 51.000.

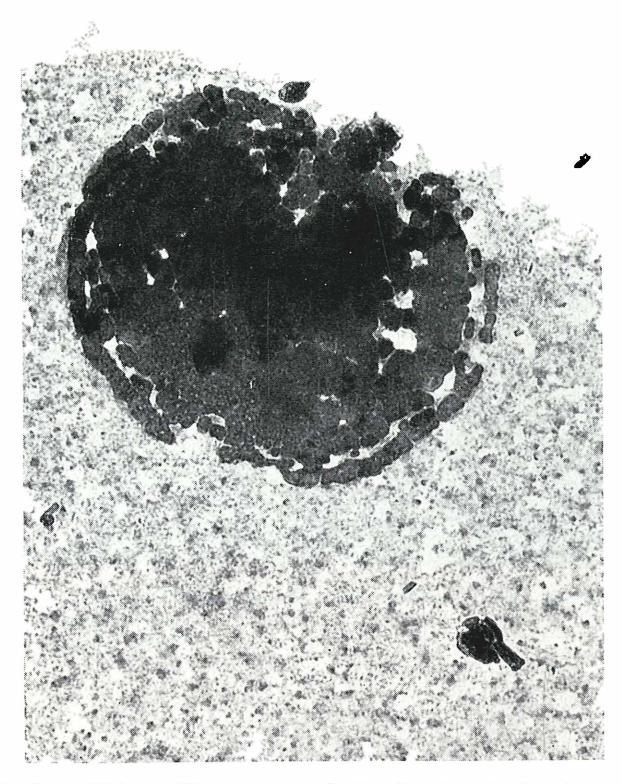


Abb. 24. Horizont IIB; Auflösung eines scheibenförmigen Halloysitkristalls (?). Vergrößerung 16.000.

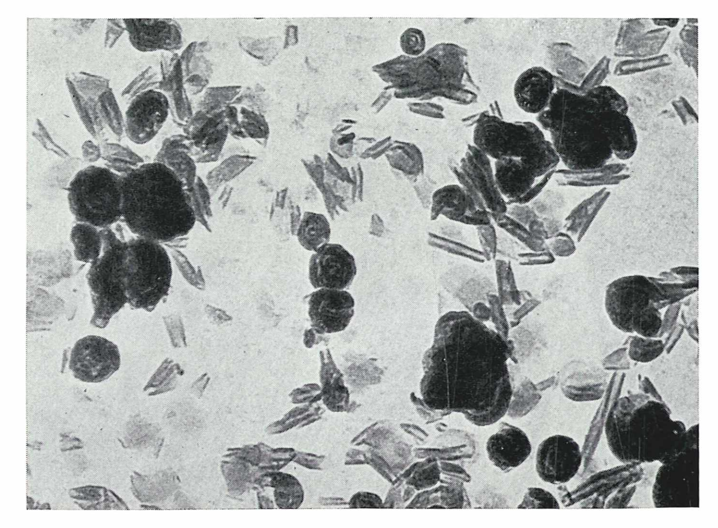


Abb. 25. Horizont II A; Mineralgemenge aus röhren- und scheibenförmigen Halloysitkristallen.
Vergrößerung 56.000.

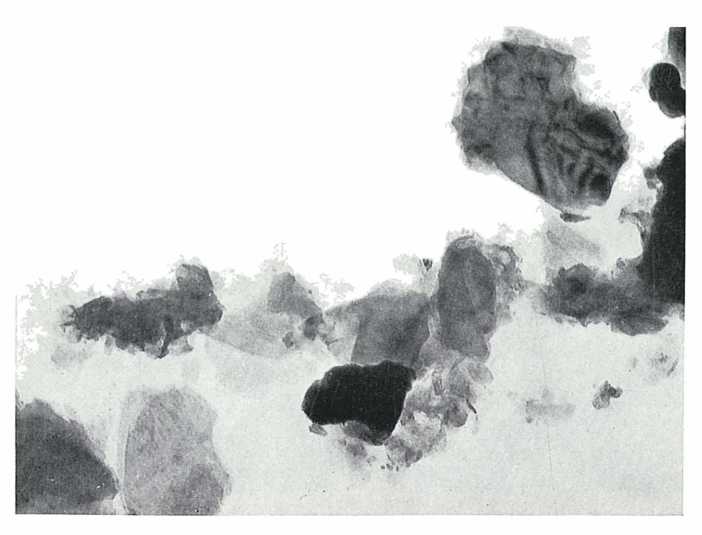


Abb. 26. Horizont III A/B; Illitblättchen mit Spannungsrissen — Tendenz zur weiteren Auflösung.
Vergrößerung 36.000.

Profil 4: Granadilla de Abona.

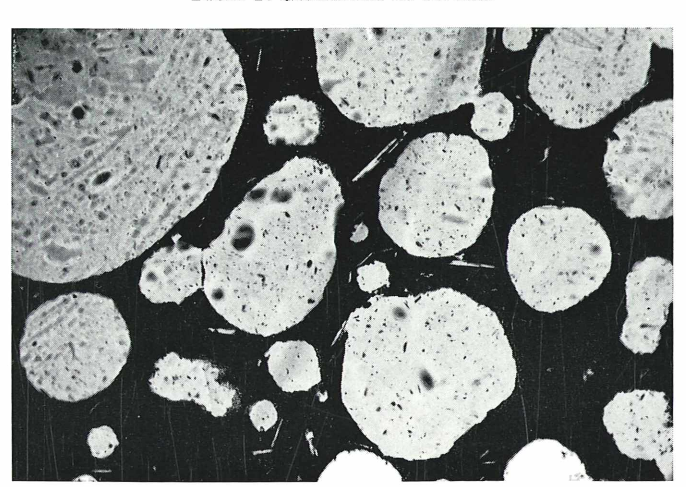


Abb. 27. C-Horizont; hohlraumreiche basaltische Schlacke, die zum Großteil aus vulkanischem Glas besteht; nur ganz vereinzelt einige Plagioklasleisten. Vergrößerung 250×.

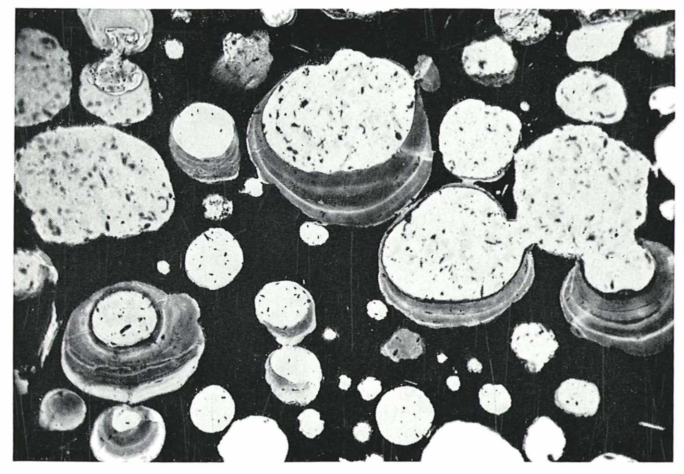


Abb. 28. BV-Horizont; zahlreiche Hohlräume sind mit parallelgeschichteten Tonmineralpaketen gefüllt. Sie finden sich immer an den gleichen Stellen der Blasenräume (entsprechend den geologischen Wasserwaagen), so daß anzunehmen ist, daß es sich um Einschlämmungen aus dem darüberliegenden A-Horizont handelt.
Vergrößerung ca. 250 ×.

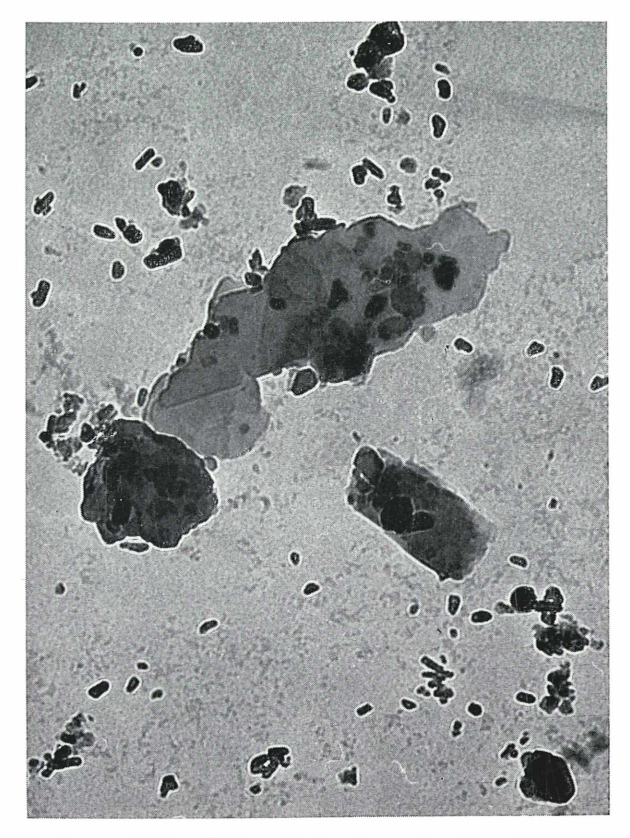


Abb. 29. A-Horizont; Kleine Halloysitkristalle und größere Illitblättchen (wahrscheinlich Pseudomorphosen).
Vergrößerung 22.500.

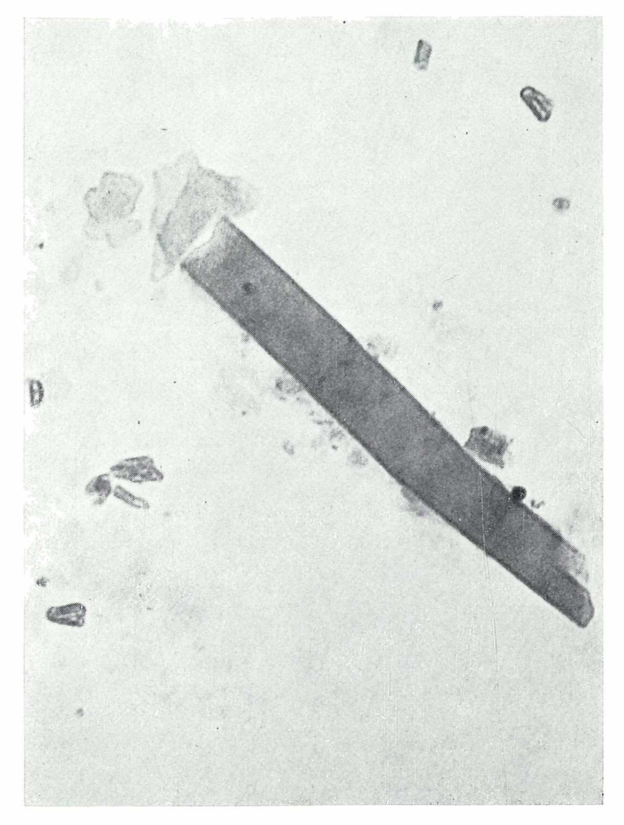


Abb. 30. A-Horizont; größere Illitleiste neben kleinen Halloysitröhrchen; bei der Elektronenbeugung zeigt dieser Illit ein sehr deutliches Beugungsdiagramm.
Vergrößerung 45.000.



Abb. 31. A-Horizont; Neubildungen von röhrenförmigen Halloysit aus einer Allophanaggregation.
Vergrößerung 82.500.



Abb. 32. A-Horizont; Halloysitsprossungen am Rande einer Allophanaggregation. Vergrößerung 24.000.

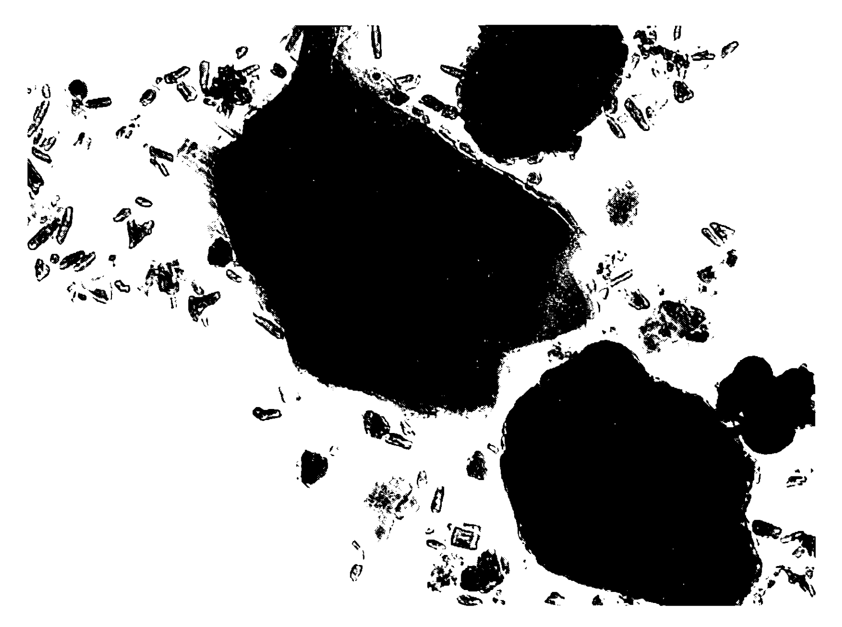


Abb. 33. Bv-Horizont; große Illit (oder Hydroglimmer?) — Blättchen und kleine Halloysitröhrchen; die Blättchen zeigen Spannungsrisse — Tendenz zur weiteren Zerlegung. Außerdem finden sich am Rand leistenförmige Neubildungen — Illitleisten (?).
Vergrößerung 27.000.

wobei es aber in den Proben, die in dieser Studie bearbeitet wurden, vorwiegend nur zur Ausbildung von Allophan und Halloysit gekommen ist.

Das Profil 1 entspricht einem stark entwickelten Andosol, der sich über stark verwittertem, intensiv durchgastem und daher sehr porösem Basalt gebildet hat. In ihm findet sich die komplette Mineralabfolge einschließlich Kaolinit. Auch Metahalloysit findet sich hier. Die Bildung dieses Tonminerals in oberflächennahen Bodenschichten ist gewöhnlich auf ein Klima mit längeren sommertrockenen Perioden zurückzuführen, die die Dehydration des Halloysits begünstigen. Die Anwesenheit von dehydratisiertem Halloysit in einem C-Horizont (Profil 1) und in einem Gebiet mit erhöhter Feuchtigkeit während des ganzen Jahres erlaubt uns, an die Möglichkeit der Umwandlung von Halloysit in Metahalloysit auch in einem immerfeuchten Milieu zu denken. Andererseits erscheint Montmorillonit in den oberflächennahen Horizonten dieses Profiles, und zwar in einem sauren Milieu (pH = 5,4) und bei intensiver Auswaschung. Es ist schwierig, die Anwesenheit dieses Tonminerals gemeinsam mit Mineralen der Kaolinitgruppe bei diesem Typus der Genese zu erklären. Immerhin könnte seine Bildung mit der Anwesenheit von amorphen Substanzen, Feldspäten und Eisenmagnesiummineralen im Profil zusammenhängen. Unter solchen Bedingungen scheint die Umwandlung der ferromagnetischen Minerale in Montmorillonit am ehesten möglich, wie auch schon von anderen Autoren (3, 4) dargestellt worden ist. In unserem Fall gestattet uns der hohe Gehalt an Augit und die sehr weitgehende Verwitterung der Olivine im Muttergestein an diese Art der Umwandlung zu denken, um die Anwesenheit des Montmorillonits zu erklären.

Im Profil 2 treten Allophan und Halloysit auf, Montmorillonit ist nur in den tiefsten Horizonten vorhanden. In diesem Fall scheint ein Widerspruch mit dem Auftreten von Gibbsit zu bestehen, der sich nur im obersten Horizont findet und in den tieferen Horizonten verschwindet.

Die Profile 3 und 4 stellen jüngere Bildungen dar, die in Zonen mit geringerer Feuchtigkeit und mit starken klimatischen Unterschieden entstanden sind. In diesem Fall sind die Primärminerale offenbar stark durch physikalische Verwitterung beansprucht worden und finden sich auch in den kleineren Korngrößenfraktionen. Aber die Abfolge Allophan — Halloysit ist auch hier zu beobachten. In keiner Probe konnte jedoch die Bildung von Gibbsit oder Kaolinit festgestellt werden. Was den Gibbsit betrifft, so dürften hier die Anwesenheit von hydrolysierten Primärmineralen und außerdem

die Tatsache, daß die Niederschlagsmengen nicht ausreichen, um die Kieselsäurekonzentration auf das nötige Maß zu reduzieren, die Bildung dieses Minerals erschweren.

Die Menge des Quarzes, der in sämtlichen oberflächennahen Horizonten vorhanden ist, nimmt stets mit der Profiltiefe ab. Wenn man bedenkt, daß in den vulkanischen Gesteinen der Kanarischen Inseln kein Quarz vorkommt und weiters, daß er sich nur in den feinsten Korngrößenfraktionen (Schluff und Rohton) findet, muß man allochthonen Charakter für dieses Material annehmen. Es kann auf äolischem Weg vom afrikanischen Kontinent hierher transportiert worden sein. Der Magnetit, der stets in den Ausgangsgesteinen auftritt, wandelt sich im Zuge der pedogenetischen Prozesse in Hämatit, Maghemit und Goethit um. Diese Umwandlung ist vor allem in den Profilen 1 und 2 sehr intensiv.

Bemerkenswert ist, daß die kugeligen Formen des Halloysits, die immer mit den röhrchenförmigen und mit amorphen Substanzen vergesellschaftet sind, sich nur in einem Boden finden, der eine weniger starke Verwitterung mitgemacht hat, wie z. B. Profil 3. Im Profil 4 dagegen treten sie nicht auf. In den Böden, die in humiden Zonen entstanden sind und eine starke Verwitterung aufweisen, ist der Halloysit stets röhrchenförmig ausgebildet. Imogolit konnte in keiner der untersuchten Proben beobachtet werden.

Conclusiones

Con independencia de la composición petrográfica del material de origen y variabilidad climática, se observa en los Perfiles estudiados la secuencia:

Alofana → Haloisita → Caolinita

formándose preferentemente alofana y haloisita en las muestras correspondientes a este trabajo. El Perfil 1, corresponde a un andosuelo muy evolucionado, formado sobre rocas volcánicas muy alteradas donde se observa la secuencia completa de estos minerales, incluyendo la caolinita que aparece en el horizonte C. También en este horizonte se encuentra metahaloisita. La genésis de este tipo de arcilla suele producirse en horizontes superficiales de suelos formados en regiones donde el periodo estival seco es prolongado y favorece deshidración de la haloisita. La presencia de haloisita deshidratada en un horizonte C (Perfil 1), y en una región de elevada humedad durante todo el año, nos permite pensar en la posibilidad de una transformación de haloisita en metahaloisita en un medio constantemente húmedo.

Por otra parte, la montmorillonita aparece en los horizontes superficiales de este Perfil, en un medio hácido (pH=5,4) desaturado y drenage interno elevado. Es difficil explicar la presencia simúltanea de este arcilla con minerales caoliniticos en este tipo de génesis. No obstante su origin pudierse estar asociado a la existencia de productos amorfos, feldespatos y minerales ferromagnesianos en el Perfil. Entre estas diferentes posibilidades, la transformación de los minerales ferromagnesianos en montmorilonita parece la maś aceptable como ha sido demostrado por diferentes autores (3, 4). En nuestro caso, la presencia de augita en cantidades elevadas en este suelo y una desaparición casi total de los olivinos presentes en el material de origen, nos permite pensar en este tipo de transformaciónes para interpretar la presencia de montmorillonita.

En el Perfil 2 aparece alofana y haloisita, observándose la montmorillonita sólo en los horizontes más profundos. En este caso parece existir una incompatibilidad con la gibsita que solo se encuentra en el horizonte superficial y desparece en profundidad. Los Perfiles 2 y 3 corresponden a suelos de formación más reciente en zonas menos húmedas donde existen grandes contrastes climáticos estacionales. En este caso, los minerales primarios están menos alterados y se ecuentran presentes aún en las fracciones más finas. No obstante, la secuencia alofana — haloisita sigue observándose sin que se llegue en ningún caso a la gibsita, la presencia de minerales primarios hidrolisables en estos perfiles, y una pluviomentria insuficiente para reducir la concentración de silice a un nivel necesario, dificulta la formación de este mineral. El cuarzo se encuentra presente en todas las muestras, disminuyendo su concentración con la profundidad. Teniendo en cuenta que el cuarzo no está presente en los materiales volcánicos de estas islas, y considerando además que sólo se observa en las fracciones más finas del suelo (limo y arcilla) hemos de admitir un carácter aloctono para este material, que puede haber sido transportado desde el continente africano por agentes atmosfericos diversos principalmente eolicos.

La magnetita, presente siempre en el material de origen, se transforma durante la genésis edafica en hemetita, maghemita, goethita. Estas transformaciones son muy intensas en los Perfiles 1 y 2. Es interesante observar que las formas glomerulares de haloisita en asociación siempre con formas tubulares y productos amorfos se encuentran sólo en los suelos que han experimentado una alteración menos intensa como en el Perfil 3. Sin embargo no se observa en el Perfil 4. En los suelos formados en zonas más

húmedos con un grado de alteración elevado, la haloisita se presenta siempre en forma tubular. La imogolita no se observa en ninguna de las muestras estudiadas.

Literatur

1. ALCAYAZA, A. V. de: Relationship between some physical and chemical characteristics of soil derived from volcanic ash. Agricultura Tec. 25, 18, 1965.
2. BESOAIN, E.: Clay mineralogy of volcanic ash soils. Panel on Volcanic Ash Soils in Latin America. IAIAS. Turrialba, Costa Rica, Bl. 1B. 1. 16. 1969.
3. BRADLEY, W. F.: Glycol montmorillonite. Amer. Min. 30, 704—713, 1945.
4. BROWN, G., I. STEPHEN: Structural study of iddingsite from New South Wales (Australia). Amer. Min. 44, 242—260, 1950.
5. COLMET-DAAGE, F., F. CUCALON: Characteristiques hydriques des certains sols des regions bananieres d'Equateur. Fruits, 20, 19—23, 1965.
6. FERNÁNDEZ CALDAS, E., J. PÉREZ MATEOS,: Estudio de minerales primarios en suelos de Tenerife. Anal. Edaf. y Agrobiol., no. 561, Madrid, 1971.
7. FIELDES, M.: The nature of allophane in soils. 2. Differences in composition. N. Z. Jl. Sci. Tech. 9, 608—622, 1966.
8. KANNO, I.: Genesis and classification of humic allophanic soils in Japan. Trans. Int. Soil Sci. Conf; New Zealand, 422—437, 1962.
9. SIEFFERMANN, G.: Les sols de quelques regions volcaniques du Cameroun. These, Strasbourg 1969.
10. SINGER, A.: The mineralogy of the clay fraction from basaltic soil in the Galilee. Israel J. Soil Sci. 17, 136—147, 1966.
11. TAMURA, T., M. L. JACKSON, G. D. SHERMANN: Mineral content of low humic, humic and hydrol humic latosols of Hawaii. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 17, 343—346, 1953.
12. WHITE, L. P.: Ash soils in Western Sudan, J. Soil Sci. 18, 309—317, 1967.